

Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение
высшего образования
«СИБИРСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Институт экологии и географии
Кафедра Географии

УТВЕРЖДАЮ
Заведующий кафедрой

Г. Ю. Ямских

подпись инициалы, фамилия
« _____ » _____ 2018 г.

МАГИСТЕРСКАЯ ДИССЕРТАЦИЯ

Реконструкция природной среды позднего неоплейстоцена на территории
Чулымо-Енисейской котловины (на основе новых методов исследования)

тема

05.04.06 Экология и природопользование

код и наименование направления

05.04.06.03 Геоэкология

код и наименование магистерской программы

Научный руководитель _____ профессор, д.г.н Г.Ю.Ямских
подпись, дата должность, ученая степень инициалы, фамилия

Выпускник _____ И.А. Бородинкин
подпись, дата инициалы, фамилия

Рецензент _____ доцент, к.г.н Г.И. Ненашева
подпись, дата должность, ученая степень инициалы, фамилия

Нормоконтролер _____ М.И Кокова
подпись, дата инициалы, фамилия

Красноярск 2018

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
1 Чулымо - Енисейская котловина в системе Минусинских котловин.....	5
1.1 История изучения Минусинских котловин.....	5
1.2 Геолого-геоморфологическое строение котловины.....	9
1.3 Четвертичные отложения Чулымо-Енисейской котловины.....	17
2 Традиционные и современные методы изучения реконструкций природной среды позднего плейстоцена.....	24
2.1 Полевые исследования разрезов на террасах р. Енисей.....	24
2.2 Фитолитный анализ.....	26
2.3 Молекулярное радиоуглеродное датирование.....	50
2.4 Анализ биомаркеров (липиды, GDGT, жирные кислоты)	53
3 Этапы и условия эволюции природной среды позднего неолейстоцена на территории Чулымо-Енисейской котловины.....	58
3.1 Результаты исследования отложений позднего неоплейстоцена новыми методами	58
3.2 Палеоэкологическая обстановка позднего неоплейстоцена на территории Чулымо-Енисейской котловины.....	65
Заключение.....	68
Список использованных источников.....	70

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования: Оценка изменения природной среды в прошлые геологические эпохи является частью глобальной задачи изучения, как климатической системы, так и общих экологических условий Земли. Помимо сугубо научного интереса к этой проблеме, существуют и вполне прагматические причины. Мировая экономика не становится со временем менее уязвимой перед экстремальными проявлениями климата. Скорее наоборот. По мере усложнения инфраструктуры современного общества растут издержки, связанные с преодолением последствий стихийных бедствий. Количество человеческих жертв также увеличивается с ростом плотности населения Земли. Наконец, растет число так называемых многоступенчатых стихийных бедствий, вызывающих техногенные катастрофы.

В последнее десятилетие повышенный интерес к палеоэкологическим условиям Земли стимулируется и реальной угрозой глобального потепления. Начавшееся во второй половине XX века, оно, как предполагают некоторые исследователи, с возрастающими темпами продолжится в XXI веке. Оценка соотношения естественных и антропогенных факторов в наблюдаемом потеплении - одна из наиболее важных научных задач. От ее решения напрямую зависят перспективы развития мировой энергетики. Если будет убедительно доказано, что увеличение концентрации двуокиси углерода в атмосфере, связанное с сжиганием углеводородного топлива, вызывает парниковый эффект и уже сейчас ощутимое потепление, отношение к экологической безопасности традиционных способов получения электроэнергии будет пересмотрено. Единственной реальной альтернативой тепловой энергетике является атомная, и ее роль, несомненно, возрастет.

В связи с появлением теорий о катастрофических изменениях климата и колоссальной антропогенной нагрузкой на все геосистемы, актуальным является изучении эволюции и закономерностей формирования геосистем. Выдвижение теорий изменения климата и ландшафтов без знания факторов

формирования их в прошлом невозможно. Информацию о природных условиях прошлого несут палеоклиматические летописи, или так называемые косвенные (пргоху) свидетельства. Палеэкологические условия записаны в них изменениями состава вещества, формирование которого происходило в различных условиях, например: лессово-почвенные формации - более подробно возможности косвенных свидетельств изменения природной среды рассмотрены во второй главе магистерской диссертации. Данные полученные в при написании магистерской работы дополняют представление о природных условиях позднего неоплейстоцена на территории Чулымо-Енисейской котловины.

Объект исследования: Природные условия позднего плейстоцена на территории Чулымо-Енисейской котловины.

Предмет: Лессов-почвенные серии позднего неоплейстоцена распространённые на территории Чулымо-Енисейской котловины.

Цель: Реконструкция палеогеографических условий позднего неоплейстоцена на территории Чулымо-Енисейской котловины.

Задачи:

1. Изучить историю исследования Минусинских котловин
2. Составить геолого-геоморфологическое характеристику района исследования
3. Описать новые методы исследования лессов-почвенных серий позднего неоплейстоцена
4. Охарактеризовать палеоэкологические условия позднего неоплейстоцена на территории Чулымо – Енисейской котловины

Методы: литературный, географический, метод биомаркеров, метод фитоцитов, радиоуглеродный анализ.

По теме исследования опубликованы 4 работы в журналах входящих в перечень РИНЦ и 1 входящая в Scopus.

1 Чулымо - Енисейская котловина в системе Минусинских котловин

1.1 История изучения Минусинских котловин

Первый этап изучения Минусинских котловин связан с дореволюционным временем. Начало изучения Минусинских котловин было положено XVII-XVIII веках. В основном, эти исследования представляли из себя краткие описания и выполнялись попутно с геологическими и специальными работами. Первые сведения были получены в процессе освоения Приенисейских земель и проведении горных работах. Одни из первых описаний Минусинских котловин встречаются в работах Д.Г. Мессершмидта и И.Г. Гмелина.

Изучение рельефа котловин началось с периода посещения их П.С. Палласом. Им впервые была составлена орографическая схема Сибири. В начале XIV века образовалась Енисейская губерния в ее состав входил и Минусинский край. Освоение этого края происходило довольно активно и тому способствовало развитие золотодобывающей промышленности, также активного земледелия, но главным толчком к активному изучению Минусинских котловин послужило строительство транссибирской железнодорожной магистрали. Также сильное влияние на изучение Минусинского края оказало образование в 1851 г. Восточно-Сибирского отделения Русского географического общества. Уже 1855 г. была организована Сибирская экспедиция, по материалам которой была составлено орографическое описание и карты исследуемых районов Минусинских впадин [6].

В 1873 г. П.А. Кропоткин описал влияние орографии и геологического строения на гидрографию Минусинского края. В 1891 году к выводу о наличии древней долины (пра-Енисей) на междуречье долины р. Абакана и р. Енисея в Южно-Минусинской котловине пришел Д.А. Клеменец. Позже некоторые черты рельефа северной части межгорной впадины описывали И.Д. Черский в 1888 г. и К.И. Богданович 1894 и д. р. На палеотектонической схеме Сибири в трудах Э. Зюсса «Лики Земли» были выделены Восточный и Западный Саян и разделяющая их «Минусинская промежуточная область».

Особое место в дореволюционном этапе изучения Минусинских котловин занимали работы таких известных геологов и географов как Д.В. Соколов и Я.С. Эдельштейн. Основным направлением в их работах были новейшие отложения, в частности песчаные отложения в среднем течение р. Тубы. Накопление этих осадков шло в период максимального горного оледенения Южно-Сибирских хребтов. Так же ими данный этап был назван - койской эпохой. Следующая эпоха, во время которой шло накопление речных осадков в долинах современных рек, ими была названа белоярской. Д.В. Соколов изучал лессовидные суглинки и широко развитые в районе дюнные пески, он считал их образованными за счет «койских» и «белоярских» песков [4].

Таким образом, на дореволюционном этапе изучения Минусинских котловин были установлены основные черты геологического строения межгорного прогиба и появились отдельные сведения о строении долины р. Енисей.

Следующим этапом в изучении Минусинского межгорного прогиба является советский этап. За этот период была проделана колоссальная работа по изучению орографии и геологическому строению Минусинских котловин.

Важнейшими работами в советский период при изучении рельефа Минусинских котловин стали работы Я.С. Эдельштейна, которые он проводил ещё в дореволюционное время. Он впервые разделил Минусинскую впадину на несколько обособленных котловин, разделенных между собой межкотловиными хребтами – перемычками. Развитие рельефа, по его мнению, происходило в несколько этапов. К началу четвертичного периода на территории котловины была длительная фаза доледниковой эрозии, результатом которой стала выработка денудационных ландшафтов. Также происходило активная аккумуляция озерных и аллювиальных отложений. По мнению Я.С. Эдельштейна во время оледенения, которое не выходило за пределы горного обрамления, на многих участках котловины возникали озера. Д.В. Соколов, как и в дореволюционное время, занимался изучением четвертичных отложений, в частности лессовидных отложений Минусинских котловин. Они отвергали

золу гипотезу происхождения лессов, и утверждали их водное и делювиальное происхождение.

По мнению А.Г. Вологодина мелкозернистый материал, отложившийся на склонах гор и холмов, выдувался и вымывался из валунно-галечных наносов рек. В работе А.И. Москвитина, посвященной лессовидным отложениям Сибири отмечено, что перевывание песков и выпадение лессовидных отложений происходило при климатических условиях существовавших во время оледенений [4].

Начатые геологические и геоморфологические исследования котловины были прерваны войной. Но продолжались по ее окончании. Активному изучению геоморфологического строения данной территории послужили исследования, проведенные 1947-1950 гг. Южно-Енисейской комплексной экспедицией Совета по изучению производительных сил при Академии СССР. Результатом этих исследований стала работа, в которой проанализировано геоморфологическое строение даны рекомендации для ее сельскохозяйственного освоения [6].

В 1948 году В.И. Громов изучая палеолитические стоянки в бассейне Енисея активное внимание уделял описанию террас, литологии и фаунистической характеристике района.

Исследованиями тектонического строения Минусинских котловин большое внимание уделял И.В. Лучицкий. Он впервые сформулировал понятие о Минусинских котловинах как о межгорном прогибе. Также он выделял большое количество флексур, которые связаны с разломами в древнем тектоническом фундаменте, на котором залегает осадочный чехол девона и карбона.

При оценке перспектив нефтегазоносности Минусинских Впадин группой исследователей возглавляемых Н.Г. Чочиа были проведены работы по изучению структур Минусинских котловин, составлены серии структурных карт, дающие возможность судить о проявлении новейших тектонических движений [10].

Собранный материал при геолого-съёмочных работах, проведенных различными организациями (Красноярское геологическое управление,

Всесоюзный научно-исследовательский институт минерального сырья) включал в себя геолого-геоморфологические особенности Минусинских межгорных впадин. Ее также было сделано расчленение четвертичных отложений с единичными находками ископаемой фауны. Последующие исследования В.С. Суворовой были связаны с изучением влияния тектоники на рельеф Северо-Минусинской впадины [4].

Активное строительство гидроузлов на р. Енисее в 60-ых годах выдвинуло задачу всестороннего изучения долины реки. Четвертичные отложения и террасы рек в 1961-62 г. изучал С.П. Горшков, который на основе литературных источников и личных полевых исследованиях дал обобщающую характеристику долины р. Енисей и выявил основные этапы ее формирования и особенности проявления новейших тектонических движений в пределах Минусинского межгорного прогиба [27].

Нельзя обойти вниманием физико-географическое районирование проведенное В.М. Котляковым. При выделении районов он руководствовался особенностями всех компонентов географической среды, но главным образом характером рельефа и растительности.

Основываясь на принципах геоморфологического районирования таких ученых как И.П. Герасимов, К.К. Марков, Д.П. Финаров провел районирование береговой линии водохранилища, выполненное по его собственным наблюдениям, литературным источникам и материала «Ленгидропроекта». Еще одной из основных работ проведенных Д.П. Финаровым было изучение генетических типов берегов и оценка берегообрушения.

Условиями накопления кайнозойских отложений занимался А.П. Пуминов в 1966 г. В Минусинском межгорном прогибе он выделил две области. В одной из них, в пределах Средне- и Южно-Минусинской впадины на протяжении длительного времени происходило медленное и глубокое прогибание, следствием которого является мощные толщи озерных, озерно-аллювиальных осадков. Севернее Батеневско-Баллыкского поднятия т.е. на территории Северо-Минусинской впадины шло накопление преимущественно аллювиальных

осадков. Только в среднечетвертичное время установился аллювиальный режим осадконакопления [27].

1.2 Геолого-геоморфологическое строение котловин

Минусинский прогиб представляет собою межгорный прогиб в позднекаледонский этап и краевой прогиб в варисский этап развития Алтае-Саянской горной области (рисунок 1).

Характерной особенностью Минусинского прогиба является залегание девонских и верхнепалеозойских толщ непосредственно на кембрийском и докембрийском фундаменте, имеющем характер геосинклинали по отношению к другим структурам нижнепалеозойского времени, т. е. Минусинский прогиб — это не унаследованная, а скорее, наложенная структура [6].

Исследуемая территория относится к системе девонских впадин, расположенных между горными сооружениями Алтае-Саянской горной области, нередко именуется «Минусинской котловиной». Минусинская котловина расположена в северо-восточной части Алтае-Саянской горной области, которая объединяет отдельные горные системы - Кузнецкий Алатау, Восточный Саян, Западный Саян, а также ряд межгорных впадин. Древний складчатый фундамент здесь глубоко погружается, скрываясь под мощной толщей морских, лагунно-морских и континентальных отложений среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.



Рисунок 1 – Границы Минусинских котловин

Основные черты орографии Минусинских межгорных впадин связаны со структурно-геологическими особенностями территории [4]. В связи с отличительными особенностями характера рельефа и истории его развития в Минусинском межгорном прогибе выделяются котловин: Назаровская, Чулымо-Енисейская, Сыда-Ербинская и Южно-Минусинская впадины.

Следует отметить, что данные названия котловин не являются общепринятыми и различными исследователями, употребляется различные названия котловин. Так, Чулымо-Енисейскую впадину часто называют Северо-Минусинскую и Чебаково-Баллахтинской. Следуя за Н. Г. Чочиа и учитывая,

что в геологической литературе Чулымо-Енисейской впадиной часто называют южную окраину Западно-Сибирской плиты, под Северо-Минусинской впадиной понимается северная часть Минусинского межгорного прогиба, между Солгонским и Батеневским кряжами. Средне-Минусинской впадину именуют также Сыдо-Ербинской, расположенную между Северо- и Южно-Минусинскими впадинами и окруженную низко- и среднегорными массивами Батеневского и Беллыкского кряжей. Под Южно-Минусинской впадиной понимается впадина, расположенная на юге Минусинского прогиба, которую в литературе часто называют Минусинской [4].

Поскольку район исследования ограничивается Чулымо-Енисейской котловиной далее более подробно будет рассмотрено геолого-геоморфологическое строение района исследования.

Котловина расположена южнее Назаровской. Чулымо-Енисейская впадина ограничена следующими поднятиями – на юге и востоке Батеневским и Беллыкским на севере и западе Солгонским и отрогами Кузнецкого Алатау. На северо-западе разомкнута через систему долин и сливается с Назаровской. Границы впадины выражены четко, в морфологическом плане это уступы, участки крутосклонного рельефа. Протяжение впадины в северо-восточном направлении достигает более 150 км, при максимальной ширине 60 км. Впадина располагается на нижнепалеозойском складчатом фундаменте и выполнена осадочными, вулканогенно-осадочными породами девона и карбона.

Северная, центральная и юго-восточная части Чулымо-Енисейской впадины представляют собой обширную равнину - Июско-Ширинская степь. Общая площадь — 7,0 тыс. км². Рельеф сложный, здесь встречаются обширные равнины, гряды холмов, которые переходят в низкогорья и горы, а также межгорные впадины. Средние высотные отметки — 300—400 м над уровнем моря. Гидрографическая сеть развита очень слабо. Климат континентальный, увлажнение недостаточное, тепла меньше, чем в других степных районах со слабохолмистой поверхностью, с большим количеством мелких и крупных соленых озер.

Южное обрамление Чулымо-Енисейской впадины – горы Батенёвского кряжа – это складчато-глыбовая структура антиклинория герцинской складчатости варисцийского орогенеза. Характерны продольные и поперечные ступени (флексуры). Среднегорное, низкогорное поднятие (500—1200 м над уровнем моря) с куэстовыми формами, выположенными водоразделами с врезанными речными долинами. На склонах многочисленные карстовые пещеры, например, «Пионерская» в долине р. Тесь [1]. Максимальная высота в юго-западной части 1249—1250 м. Высшей точкой Батеневского кряжа является гора Хазырга с абсолютной отметкой 1250 м. Батеневский кряж сложен нижнепалеозойскими толщами серыми известняками, доломитами, в северной части — зеленокаменными эффузивами, туфами, сланцами и в основном прорванными интрузиями. Эти толщи собраны в систему сложных линейных складок, разбитых многочисленными разломами. Граница между впадиной и обрамлением проходит по зоне тектонических разломов, которая выражена в современном рельефе в виде резкого уступа депрессии, занятой древней Бейбулукской долиной [13].

Северным обрамлением Чулымо-Енисейской впадины является Солгонский кряж. Кряж представляет из себя цепь невысоких гор протяжённостью более 100 км с вершинами до 700 м, одна из западных ветвей Восточного Саяна. Кряж сложен песчаниками, сланцами и эффузивами. Центральная часть Солгонского кряжа сложена светлыми кристаллическими известняками нижнекембрийского возраста - породами, которые наиболее подвержены закарстованию.

На востоке к Чулымо-Енисейской впадине примыкает Беллыкское Белогорье, представляющее собой западные отроги Восточного Саяна, т. е. область устойчивого поднятия [18]. В геологическом плане Беллыкское Белогорье сложено из различных горных пород (слоистые известняки, кварциты, сланцы, туфы, диабазы, граниты, порфириды и.т.д.) Низковысотные горы занимают Беллыкское белогорье. Абсолютные отметки изменяются от 500 до 900. Рельеф низкогорных водоразделов имеет в целом выровненный характер, преобладают относительно широкие плоские и мягкие водоразделы с

некрутыми склонами. Главным образом, круты склоны приурочены крупными речными долинами [6].

На западе Чулымо-Енисейская впадина ограничена отрогами Кузнецкого Алатау (рисунок 2). От осевой части хребта на восток выделяется ряд относительно высоких отрогов, уходящих в широтном направлении в сторону Минусинского межгорного прогиба. Они несколько возвышаются над постепенно снижающимся к востоку общим уровнем высот горной страны. Обособились они в результате локальных более интенсивных движений в неоген четвертичное время. Как правило, возвышенные участки Кузнецкого Алатау связаны с выходами трудно размываемых горных пород [2]. Геологические структуры Кузнецкого Алатау сформировались в эпоху каледонской складчатости [18].

В Кузнецкого Алатау широко развиты кембрийские отложения, представленные мощными толщами кристаллических слоистых известняков. Огромные территории сложены ордовиком – сланцевыми и туфовыми толщами пронизанные диабазами и мощными гранитным и интрузиями, с которыми связано оруднение [27].

Одну из наиболее типичных черт строения Чулымо-Енисейской котловины представляют антиклинарные и синклинарные зоны и сочетания в зонах различных по морфологии складчатых, глыбово-складчатых структур. Другой особенностью Северо-минусинской котловины является наличие в ее северо-восточной части мулды (Балахтинская).

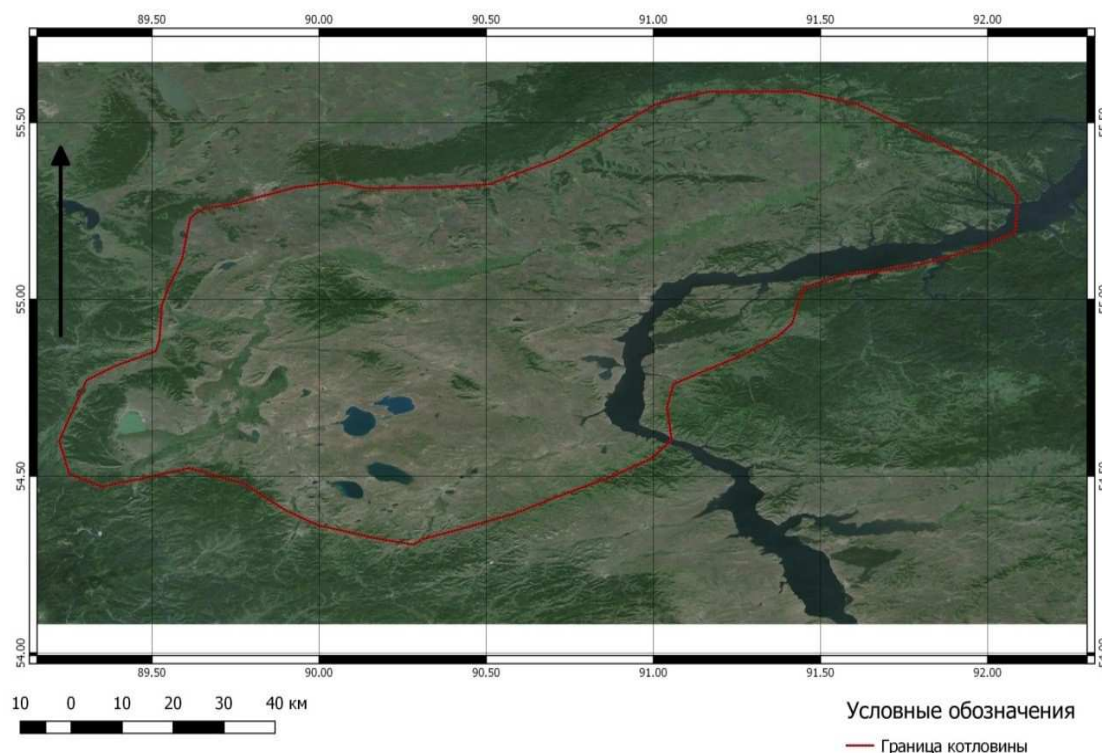


Рисунок 2 - Границы Чулымо-Енисейской котловины

Большое антиклинальное поднятие, известное с давних пор под названием Копьевского купола, вместе с выступающими к северу и к югу от него антиклиналями разделяет рассматриваемую впадину на две части: восточную и западную. Западная часть Чулымо-Енисейской впадины намечается довольно сложной конфигурации поднятие близкого к меридиональному простиранию, прослеживающееся от оз. Ши́ра на юге через ст. Копьево к западной оконечности Солгонского кряжа [18]. К югу и к северу от Копьевского антиклинального поднятия группируются сравнительно небольшие антиклинали. Западная часть впадины, которая может быть выделена, благодаря резкому сужению на широте Копьевского антиклинального поднятия, разделяется, в свою очередь, на две сравнительно крупные, тесно связанные одна с другой мульды — Салбатскую и Чебаковскую. Восточная часть впадины, построена сложнее. В ней довольно четко обособляется северо-восточная часть, в которой располагается известная с давних пор Балахтинская мульда. Эта мульда обрисовывается контуром распространения юрских угленосных отложений, отсутствующих на всей остальной территории Чулымо-

Енисейской котловины [18]. Структуры, перечисленные выше полностью не показывают сложности тектонического строения Чулымо-Енисейской котловины. В строение котловины так же большую роль играют флексуры развитые в основном в её южной части наряду с флексурами в котловине также развиты разломы, проходящие крыльям впадины.

Минусинский межгорный прогиб наметился в начале нижнего девона по зонам расколов в докембрийско-нижнепалеозойском складчатом основании, направленным в крест простирания основных каледонских структур. Вдоль этих структур и вытянуты в почти широтном направлении впадины, входящие в современный Минусинский прогиб.

Средний девон в Чулымо-Енисейской котловине представлен эйфельским и живетским ярусами. Осадки эйфельского яруса распространены в центральной части впадины. Нижняя часть эйфельского яруса представлены матаракской свитой, сложенной континентальными вулканогенно-терригенными породами, мощностью до 700 м. Верхняя часть эйфельского яруса являются сероцветные пресноводные образования шунетской свиты.

Отложения живетского яруса распространены уже по всей площади Чулымо-Енисейской котловины. Поднятие территории в начале живетского века привело к образованию в северной части прогиба Копьевского купола и к западу и востоку от него двух зон погружения [30].

В начале верхнего девона на территории межгорного прогиба установился континентальный режим, когда морская ингрессия образовала на юго-западе территории небольшую морскую лагуну воды которой поступали на территорию Чулымо-Енисейской котловины. В районах занятых лагунными водами шло накопление аргелитов песчаников и водорослевых известняков образующих кохайскую свиту. Подстилающая ее ойдановская свита, состоящая из красноцветных песчаников, алевролитов и аргелитов относится к франскому времени и перекрывающая—тубинская свита фаменского яруса (1400 м) сложены континентальными толщами сходного состава и цвета. На бортах впадины в верхнем девоне формировались красноцветные и бурые железистые

песчаники алевролиты и аргиллиты с прослоями брекчиевидных известняков, относящихся туранской свите мощность до 1800 м.

В начале нижнего карбона на территории Западно-Сибирской низменности произошла морская трансгрессия. Море распространилось по всему Минусинскому прогибу. В некоторых областях Восточного Саяна активизировалась вулканическая деятельность, которая привела к поступлению огромной массы пеплового материала на территорию прогиба [13].

В обстановке активной вулканической деятельности шло формирование отложения нижнего карбона, представленных мощными толщами туфогенных пород с подчиненными им лагунно-морскими образованиями — известняками, доломитами, песчаниками, конгломератами. Наибольшая мощность этих пород 1200—1800 м. достигается на территории Северо-Минусинской впадины. Нижний карбона подразделяется на турнейский и визейский ярусы. В везейском ярусе сокращается количество карбонатных пород за счет песчаников и конгломератов это связано с осушением территории в конце гурнея [18].

В раннем этапе намюрского века на всей территории Северо-Минусинской котловины установился континентальный режим, прекратилась вулканическая деятельность. В начале пермского периода на территории котловины активно развивалась наземная флора, послужившая материалом для накопления мощных угленосных осадков пермо-карбона. Данные осадки сохранились в глубоких мульдах, на территории Чулымо-Енисейской котловины такие мульды отсутствуют.

В пермо-триасе в результате проявления последних фаз герцинской складчатости образовались антиклиналы Батеневского и Солгонского кряжей, разделившие единый межгорный прогиб на систему впадин, существующих доныне [30].

В конце триаса, в период древнекиммерийского тектогенеза, на юг Западно-Сибирской низменности и северной часть Чулымо-Енисейской впадины происходило опускание. В это время шел процесс накопления отложений верхнего мезо-кайнозойского этажа территорий, состоящие из пород юры и мела.

Юрские отложения на территории Чулымо-Енисейской котловины имеют максимальную мощность 500 м. В Основном они представлены, сероцветными песчаниками и алевролитами, пестроцветными аргиллитами и песчано-глинистыми сланцами с конгломератами. На северо-востоке впадины в балахтинской мульде юрские отложения представлены бурыми углями.

1.3 Четвертичные отложения Чулымо-Енисейской котловины

За период 1980— 1995 гг. в районе исследовано много геологических разрезов четвертичных отложений, исследователями данного участка были А.Ф. Ямских, В.П. Чеха, Н.И. Дроздов. и др. С различной степенью обоснования были выделены образования эоплейстоцена, нижнего плейстоцена (Верхнегорская серия), среднего плейстоцена (Бережековская серия), верхнего плейстоцена (Куртакская серия) и голоцена. Получили собственные названия и часть более мелких стратиграфических подразделений. Наиболее полный разрез находится недалеко от залива Бережеково, где вскрываются все основные и полные подразделения четвертичной системы.

Четвертичные отложения в районе исследования представлены относительно полно. Здесь выделены все основные подразделения четвертичной системы либо в едином разрезе, либо в ряде пространственно сближенных разрезов [31]. Характерна сравнительно отчетливая стратификация толщ при достаточно хорошей обнаженности. Можно говорить и об удовлетворительной характеристике отложений остатками крупных и мелких млекопитающих. Указанные признаки во многом обязаны своеобразному геоморфологическому положению района. Он приурочен к самому крупному расширению долины Енисея в Чулымо-Енисейской впадине. Четвертичные отложения располагаются в верхнем ярусе долины с относительно выположенным рельефом, «оторванным» от современных базисов эрозии. Наконец, район находится в краевой части долины, где сохранился прекрасно выраженный комплекс высоких террас Енисея, а также фрагмент ранне плейстоценовой погребенной долины. Сочетание этих особенностей совместно с прочими факторами предопределило не только накопление широкого

возрастного и генетического спектра достаточно мощных четвертичных отложений, но и их лучшую сохранность [10].

На западных участках района породы карбона выступают выше НПУ водохранилища, на восток и северо-восток их поверхность понижается и не фиксируется даже при самом низком уровне воды. Соответственно ведут себя четвертичные толщи, падая в том же направлении и значительно увеличивая свои мощности. На участке в районе залива Бережеково такие условия залегания отражают, очевидно, развитие мощных склоновых шлейфов, примыкающих к расположенным вблизи площадкам и уступам высоких террас. Возможно, что эта закономерность демонстрирует первоначальное моноклинальное залегание пород карбона, т.е. является структурно обусловленной. Вследствие этого при движении с запада на восток в пределах отдельных участков происходит омоложение вскрываемых на отмели толщ [31].

Общей закономерностью состава и строения четвертичных образований района является также преобладание в разрезах субэральных толщ. Считается, что такие лессово-почвенные комплексы, по сравнению с осадками другого генезиса, отражают историю развития и палеогеографию наиболее полно [3].

Непосредственно район разреза Р.К. 1 из которого отбирались образцы для исследования находится в пределах Куртакского геоархеологического района. В стратиграфической схеме Куртакского района выделены образования нижнего, среднего и верхнего плейстоцена. Верхнеплиоценовые отложения представлены террасой высотой 60 м и залегающие на ней лессовидные суглинки и супеси. Аллювий террасы, его пойменная фация складывается глинами и песками с остатками гидроморфных почв. Отложения располагаются в зоне отрицательной намагниченности.

Верхнегорская серия включает перегляциальный аллювий древней долины Енисея мощностью 30-35 м. и перекрывающий его покров лессовидных супесей и суглинков с многочисленными карбонатными конкрециями. Для низов покрова имеется термолюминесцентная дата,

составляющая 450 ±42 т.л. [2]. В нижне плейстоценовых отложениях встречены карбонатные отложения с остатками грызунов [12].

Среднеплейстоценовая Бережековская серия слагается лессовидными супесями пачками песчано-алевритового перегляциального аллювия суммарной мощностью 6-8 м. эти мощности соответствуют Бахтинскому горизонту региональной шкалы и подстилают Вишняковский педокомплекс аналогом Табольского горизонта.

Куртакская серия позднего плейстоцена сложно построена и включает стратиграфические единицы, которые коррелируются со всеми горизонтами региональной шкалы снизу вверх. Здесь выделяются Каменоложская почва (Казанцевский горизонт), лесс 1 (нижняя часть Муруктинского горизонта), Сухоложский почвенный комплекс (Муруктинский горизонт), Чанинская толща лесс 2 (верхняя часть Муруктинского горизонта), Куртацкий почвенный комплекс (Каргинский горизонт), Трифоновский слой лесс 3 (Сартанский горизонт). Общая мощность данных отложений при полной лессов-почвенной последовательности достигает 25 метров. Данная лессов-почвенная формация является опорной для территории Чулымо-Енисейской котловины.

В связи с наилучшей изученностью Куртацкой толщи, далее будут рассмотрены более подробно ее основные стратиграфические подразделения.

Таблица 1 - Стратиграфическая схема лессово-почвенной формации четвертичного времени Чулымо-Енисейской котловины [11]

Система	Раздел	Звено	Горизонты и надгоризонты региональной шкалы Средней Сибири (МСК, 1979)		Местные стратиграфические подразделения	
Четвертичная	Голоцен	Современ.				
	Плейстоцен	Верхнее	Зырянский	Сартанский		Трифоновский слой (лесс 3)
				Каргинский		Куртацкий почвенный комплекс

				Муруктинский	Куртакская серия	Чанинская толща(лесс 2), Сухоложский почвенный комплек (лесс 1)	
			Казанцевский			Каменоложская почва	
		Среднее	Бахтинский		Тазовский	Бережековская серия	Верхнекаменоложская толща
					Ширтинский		–
					Самаровский		Верхнекаменоложская толща
		Нижнее	Тобольский				Вишняковский почвенный комплекс
			Лебедский				Верхнегорская серия

Каменоложская почва

Во всех разрезах почва сопряжена с Сухоложским почвенным комплексом. Современному рельефу эти почвы не соответствуют. Везде она имеет близкое к горизонтальному залегание фиксируется спокойный выровненный рельеф. Сформирована почва на различных материнских породах- от лессовидных плейстоценовых отложений до песчано-глинистых кор выветривания на породах карбона. Термолюминесцентные даты для суглинков из почвы составляют 130 ± 10 т.л. [2].

Весьма показательным для почвы является наличие морозобойных трещин группирующихся в сеть округлых полигонов. По трещинам сформированы типичные грунтовые жилы с гумусовым заполнением. Ширина их у устья до 50 см. глубина 80 см. Наличие мерзлотных нарушений указывает на наступление после образования почвы более холодного и влажного климата с распространение супераквальных ландшафтов и периодически возникающих в них закисной обстановки [17].

Лесс 1

Представлен маломощным (0,4-0,6 м.) слоем серых лессовидных супесей, разделяющих Каменоложскую почву и Сухоложский почвенный комплекс. Супеси однородны по составу и хорошо сортированы.

Сухоложский почвенный комплекс

Особенностью данного почвенного комплекса является наличие криогенных явлений. В кровле отдельных почв морозобойные трещины глубиной до 0,3 м. Нижняя почва сильно преобразована солифлюкционными процессами.

Чанинская толща (лесс 2)

Представлена серыми, светло-серыми, голубовато-серыми, хорошо сортированными алевритами. Содержание лессовой фракции (0,01-0,05 мм) обычно составляет 50%. Слоистость неясная линзовидно-волнистая, обычно чередуется слойки алевритов различных оттенков со слабыми различиями механического состава мощностью 1-5 см. Часто в разрезах прослеживаются пачки алевритов с коричневой окраской. Данное явление означает наличие в этой толще повышенное содержание выветрелых глинисто-кремневых зерен. Серые алевриты богаты в свою очередь кварцем. Среди прочих минералов в состав толщи входят полевой шпат (10%), слюды (3—17%), кальций (2-8%).

Для отложений характерна общая слабая карбонатность (до 5%). Достаточно редко отмечаются видимые новообразования извести в виде пропитанных ей корнеходах и мелких конкреций. Выразительным признаком является ожелезнение, в несколько меньшей степени омаргачивание. Следы этих процессов максимально проявлены в нижней части чанинской толщи в виде горизонтов охристых стержней, полос и потеков. Палеомерзлотные явления представлены неглубокими до 1 м. узкими морозобойными трещинами с интенсивным ожелезнением. Последние вероятно могут указывать на наличие в сегрегационных льдах. Чанинская толща бедна фаунистическими остатками. Имеются находки костей шерстистого носорога, северного оленя, бизона [29].

Куртакский педокомплекс

Распространен в районе практически повсеместно, является хорошим стратиграфическим репером. Фиксированный почвами ископаемый рельеф соответствует, в отличие от более древних педокомплексов, современному рельефу долины р. Енисей. Это позволяет говорить об унаследованном развитии малой эрозионной сети впадин по крайней мере с Каргинского времени. В зависимости от рельефа изменяется и мощность, количество и степень выраженности отдельных почв в комплексе [11].

Радиоуглеродное датирование почвенного комплекса: Нижняя почва -29400 ± 400 т.л.н. (ГИН -6999), верхняя почва 23830 ± 850 т.л.н. (ИГАН - 1048) [20]. Педокомплекс несет яркие проявления криогенеза. Нижняя почва-псевдоморфозы по жильным льдам иволуционные и инъекционные текстуры солифлюкция. Данные явления указывают на существование после образования почвы многолетней мерзлоты. Залегающие выше образцы несут лишь следы солифлюкционных процессов. Данный слой богат фаунистическим материалом – северный олень, бизон, заяц благородный олень, лошадь, тетерев, белая куропатка [12].

Трифоновский лесс (Лесс 3)

Разделяется на три пачки. Нижняя слагается сериями чередующихся коричневатых и серых лессовидных алевролитов, и супесей, мощность серии 0,2-0,6 м. средняя пачка представлена исключительно светло-серыми хорошо сортированными алевролитами, пылеватыми супесями. Верхняя пачка слагается белесыми, пылеватыми не слоистыми супесями с отчетливой вертикальной отдельностью. Границы между пачками постепенные, не отчетливые. Содержание фракции 0,1-0,01 мм в Трифоновских слоях составляет 75-100% при этом лессовой фракции 0,01-0,05 мм более 50%. Минеральный состав — это обломки выветрелых горных пород 35-44%, зерна кварца 42-50%. Коричневые цвета в прослоях создаются за счет более глинистого материала. Общая карбонатность Трифоновских слоев 3-7% повышающаяся в верхней пачке до 10%. В этой же пачке визульно отмечаются признаки облессования – видна сплошная пропитка карбонатами. Ниже степень известковатости снижается, появляется ожелезнение максимально нижней пачке здесь встречаются стержни бурых железняков. Непосредственно в трифоновских слоях наблюдаются псевдоморфозы по жильным льдам и не большие морозобойные трещины. Это указывает на наличие вечной мерзлоты. Трифоновские слои содержат многочисленные стоянки финальной стадии позднего палеолита. Согласно радиоуглеродному датированию данных стоянок возраст слоев составляет 10-16 т.л.н [32]. Фаунистические останки млекопитающих

выявляются исключительно в культурных слоях позднего палеолита. Это в основном кости северного оленя, бизона, лошади [11].

2 Методы реконструкции природной среды позднего плейстоцена

2.1 Полевые и лабораторные исследования

В ходе научно-исследовательской работы был изучен разрез R.K.1. Разрез расположен на абразионном уступе (высота уступа 25-30 м.) 150 метровой террасе р. Енисей в 700 метрах от лагеря КГПУ «Куртак» (рисунок 3).



Рисунок 3 – Абразионный уступ высокой террасы (фото автора)

Общая мощность разреза 12 м. образцы отбирались через каждые 10 см. Далее представлено описание верхней части разреза до глубины 740 см (рисунок 4).

Описание дается сверху вниз.

1. (А) Суглинок черный, темно-серый легкий слабо пластичный, сильно гумусированный. В слое наблюдаются небольшие вкрапления извести, а также корнеходы современных растений, границы не четкие слабо выраженные (современная голоценовая почва). Мощность 40 см.

2. (В) Супесь коричнева, светло-коричневая легкая, пылеватая, не слоистая в слое наблюдаются затеки гумуса из вышележащего горизонта. (иллювиальный горизонт современной почвы) Мощность 50 см.

3. (Слой 1) Супесь серая, светло-серая не яснослоистая (слоистость проявляется не по всему слою, слойки мощностью 1-2 см.) легкая, пылеватая, лессовидная в слое наблюдаются включения марганца в виде пятен, включения

карбонатов в виде журавчиков наблюдаются по всему слою. Трифоновский лесс. Мощность 400 см.

4. (Слой 2) Супесь от светло-коричневая, коричневая, слоистая, средняя, пылеватая, в слое наблюдаются многочисленные включения карбонатов в виде псевдомицелий, наблюдаются пятна марганца, охристость по слою представлена в виде пятен в верхней границе слоя охристость проявляется в форме сплошной пропитки, границы слоя отчетливые. Мощность 70 см.

5. (Слой 3) Супесь темно-серая, светло-коричневая легкая пылеватая, лессовидная, слоистость отчетливая мощность слоев 5-7 см. по всему слою наблюдается охристость в форме сплошной пропитки. Единичные включения карбонатов и марганца. Из слоя 3 в слой 2 наблюдаются инъекционные включения, возможно связанные с мерзлотными процессами, граница кровли и подошвы слоя отчетливые Мощность 130см.

6. (Слой 4) Супесь серая, светло-серая легкая пылеватая не слоистая, лессовидная слое наблюдаются пятна охристости, а также единичные включения марганца, верхняя граница отчетливая. Видимая мощность слоя 50 см.



Рисунок 4 – Верхняя часть разреза Р.К. (фото автора)

2.2 Фитолитный анализ

В автоморфных условиях основное значение среди биогенных новообразований кремнезема имеют опаловые частицы, формирующиеся в клетках растений в процессе их жизнедеятельности. Эти частицы имеют оригинальные формы, что позволяет идентифицировать растение или группу растений спустя длительное время.

Термин «фитолитарии» ввел немецкий ботаник C.G. Ehrenberg в 1841 г., когда впервые установил их биогенное происхождение [5]. Они были открыты почти одновременно с пылью в тридцатые годы девятнадцатого века, но если пыльцевой метод в настоящее время используется повсеместно, то фитолитный был практически забыт более чем на сто лет. И лишь в середине двадцатого века началось широкое изучение фитолитов, их практическое применение. С 1985 г. фитолитология является самостоятельной палеоэкологической дисциплиной [8]. В настоящее время фитолитный анализ используется в работах почвоведов, палеоэкологов, палеоботаников, археологов.

Образование фитолитов начинает происходить в корнях растений они поглощают кремневую кислоту в основном в мономерной форме из почвенных растворов среди других минеральных и органических соединений [5]. В корнях кремнезем может накапливаться в межклеточных пространствах и в эпидермальных клетках, локализуется в аэральных корнях [33]. В растении кремнекислота полимеризуется с образованием геля кремнезема, который является доминирующей формой кремния [37]. Начальные стадии отложения кремния, как и более поздние не мешают развитию клеток. Опаловые тела состоят из множества концентрических зон роста, соединяющихся по мере образования фитолитов [28]. Изучение японскими исследователями ультраструктурного изменения в клетках меристемы при осаждении кремния показало, что отложение начинается в виде длинных цепочек, локализованных вначале по краям клетки [37]. В современных исследованиях выделяются следующие виды осаждения кремнезема в растениях: внутриклеточное,

межклеточное и мембранное. При мембранном окремнении формируются частицы неопределенной формы и размера; они не информативны.

В клеточном окремнении создается тонкий слой из аморфного кремнезема между кутикулой и эпидермисом. Он, как правило, имеет неопределенные размеры, очень тонкий, повторяет рисунок поверхности эпидермиса. Информативная значимость этого слоя невелика ввиду высокой хрупкости и растворимости этой прослойки. При внутриклеточном осаждении кремнезема образуются отдельности, повторяющие форму растительной клетки и за счет этого обладающие специфической морфологией [43].

Данное свойство позволяет использовать фитоциты при реконструкции растительного покрова в качестве диагностического показателя. Концентрация кремнезема в растении зависит от возраста органов, густоты насаждений, условий произрастания. Например, аккумуляция элемента в хвое увеличивается вплоть до опадения, но сильно замедляется к концу 3 года. Хвоинки высоких позиций, расположенные в зонах максимального освещения, в целом более богаты кремнием [9]. В желтых осенних листьях кремния больше, чем в красных. Фитоциты могут образовываться и в корнях растений, причем в ряде случаев их количество там может быть выше, чем в надземной массе [7].

Размеры частиц кремнезема в одном растении могут быть самыми различными, они всегда сопоставимы с размерностью клеток, в которых формируются. Для палеоботанических реконструкций чаще всего рассматриваются фракции фитоцитов > 5 микрон, поскольку они наиболее устойчивы к воздействиям внешней среды, наименее миграционно способны и хорошо видны в световом микроскопе [Парфенова, 1949; Парфенова, Ярилова, 1962]. В то же время установлено, что 75% всех фитоцитов находится во фракции меньше 5 микрон, причем во фракции <2 микрон может быть до 50% всех фитоцитов [38]. Соотношение различных по размеру фитоцитов разное для каждого растения. Так, для бука показано, что 60% всех фитоцитов имеют размеры <2 микрон, 35% – 2–5 микрон и лишь 5% от 5 до 20 микрон [37]. В хвое сосны и ели подобные размеры имеют 10, 80, и 10% фитоцитов соответственно (там же). Из приведенных цифр хорошо видно, что фитоциты

хвои ели и сосны должны скорее всего лучше сохраняться в почве и могут накапливаться, а фитолиты бука в основном растворяются или мигрируют с растворами. Устойчивость фитолитов. Вопрос устойчивости фитолитов давно интересовал исследователей.

Еще в работах А.Н. Сабанина отмечалось, что в естественных условиях образуются две формы соединений кремнезема в растениях, которые различаются не только по участкам формирования, но и по устойчивости к воздействию растворителей – кислот и щелочей. Скорость растворения определяется скоростью разложения растительного материала. В подзолистых почвах в условиях кислой среды растворение фитолитов и вынос кремния не могут быть существенными и с течением времени возможно накопление кремнезема в почвенном профиле фитолитов в значительных количествах [7]. Так, за 285 дней из разлагающейся хвои ели было вынесено всего 5,8% кремнезема от исходного количества [19]. Большая сохранность фитолитов из хвойных объясняется наличием значительного количества смолистых веществ в составе хвои, что препятствует быстрому разложению и консервирует фитолиты [19]. При изучении почв сухих степей Л.П. Родионова установила, что из различных растений вымывание кремнезема неодинаково и не связано с количеством элемента в растении. За 16 месяцев наблюдения из лишайника было вымыто 55% от всего содержания кремния, хотя в лишайнике было всего 0,8% кремнезема, а у ковылей (при содержании кремнезема 2,04%) наблюдалось наименьшее вымывание элемента среди исследуемых растений сухостепной зоны. Таким образом, растворимость фитолитов из различных растений неодинакова и варьирует в довольно больших пределах – от близких к кварцу до сходных с силикагелем. Например, растворимость опала из трав сходна с растворимостью синтетического геля кремнезема, а лесной опал более стабилен, по растворимости в воде при нормальных условиях (1 атм, 20° С) ближе к геологическому опалу, чем к силикагелю [43]. На растворимость фитолитов большое влияние оказывает размер образовавшихся частиц. Фитолиты фракции 2–5 микрон растворяются быстрее, чем фракции 5–20

микрон [9]. Следовательно, со временем возможно накопление относительно более крупных частиц.

Химический состав фитолитов. Кроме кремния в составе фитолитов могут присутствовать амины, амиды, окислы ряда металлов – Fe, K, Na, Al, Cu, Li, Ti [22].

Ю.Д. Водяницкий и В.А. Мымрин показали, что в фитолитах много примесей других химических элементов, которые повышают их устойчивость к растворению. Выявлено, что в различных растениях содержание примесей различно. Кроме того, количество и состав примесей других химических элементов в фитолитах могут существенно различаться даже в одном растении – от крайне небольших (на уровне фона) до довольно высоких, в ряде случаев даже сравнимых с содержанием кремния.

В то же время следует отметить, что окремневший кутикулярный слой во всех растениях содержит лишь кремнезем. Исследование элементного состава фитолитов проведенные А.А. Гольевой с помощью рентгеновского микроанализатора показало наличие примесей, в основном во мхах и лишайниках. В виде примесей находятся не все элементы зольного состава растения, а в основном только алюминий, калий, кальций, железо и изредка титан. Большинство фитолитов высших растений состоят в основном только из кремнезема. Наличие в одном растении в одинаковых по форме и морфологии фитолитах различных по составу и содержанию элементов примесей свидетельствует о случайном их характере. В то же время наблюдается различие по содержанию железа и кальция для фитолитов мхов из ельников зеленомошных и сосняков вересковых. Это указывает на то, что наличие ряда элементов в составе фитолитов зависит не только от самого растения, но и от богатства почвообразующей породы. Поэтому вполне вероятно, что на других по составу материнских породах в тех же растениях состав примесей может быть иным.

Ранее считали, что растворенный кремнезем попадает в растение лишь как инертный компонент, а затем осаждается и по мере испарения воды из листьев повышается его концентрация. Однако, поскольку осаждение

кремнезема ограничивается строго определенными участками растений и происходит в основном в определенных клетках с формированием присущих им. В современных работах отмечаются следующие значения кремния для растений : улучшается рост растений, слой под кутикулой предохраняется от излишнего испарения, увеличивается устойчивость растений к поражению радиацией, повышается устойчивость против грибковых заболеваний и вредителей, улучшается усвояемость растениями фосфора.

Фитолиты дают хороший материал при решении вопросов о генезисе реликтовых и погребенных горизонтов. Для исследования А.А. Гольевой в равных долях брались все надземные части растения – стебель, лист, у злаков – колос. Это обусловило присутствие в одном растении разных форм фитолитов. Поскольку в естественных условиях при отмирании растения в почву попадают все его части, то подобный комплексный подход правомерен. Приуроченности характерных форм фитолитов к какому-либо определенному размеру не обнаружено, то есть морфологически одинаковые фитолиты в одном и том же растении встречались как крупные, так и мелкие.

Не существует зависимости между морфологическим разнообразием фитолитов в одном растении и образовании в нем специфических форм, которые можно использовать в качестве индикаторов. Например, содержание различных по морфологии форм кремнезема в исследованных мхах или хвоще велико, но в то же время не выделен фитолит, характеризующий какой-либо один конкретный вид мха или хвоща. Таким образом, в естественных средах, например в почвах, фитолитный анализ чаще всего позволяет определять фитоценоз, то есть не отдельное растение, а все растительное сообщество, например лес, луг, степь и т. п. Дело в том, что в естественных условиях идет разложение всех произрастающих растений и их частиц, создается усредненный фитолитный спектр. Это позволяет точнее определять фитоценоз, но уменьшает возможности для диагностики конкретного растения. Наиболее информативными являются формы фитолитов злаков, поскольку формируются оригинальные, диагностически значимые формы. Иными словами, луговые, лугово-степные и степные фитоценозы, характеризующиеся большим видовым

разнообразием и высокой биомассой, формируют значимый по объему и морфологическому разнообразию фитолитный комплекс. Хорошо изучено разнообразие форм фитолитов в культурных злаках. Так, А. Rosen установлено, что в стеблях и листьях рисунок межклеточных соединений (стенок клеток) в кутикулярных слепках существенно отличается от подобного в окремненном слое шелухи зерна

Информативность фитолитов очень высока. Практически любые их признаки и свойства (форма, размер, цвет, преобладание тех или иных форм и многое другое) несут определенную информационную нагрузку. Уже упоминалось о том, что многие формы фитолитов в образцах являются общими для большинства растений. В первую очередь это относится к вытянутым (палочкообразным) формам, образующимся в результате окремнения эпидермальных клеток растений. Да, для выводов о динамике отдельных фитоценозов эти формы не годятся, поскольку в большинстве фитоценозов они будут преобладать. Но в то же время данные формы нельзя считать абсолютно неинформативными. Соотношение количества (% от общего содержания) этих форм связано с общими гидрологическими или антропогенными условиями формирования участка исследования [16].

Свидетельство смены растительного сообщества во времени. Следует особо отметить, что количественные данные относятся только к тем весовым навескам и объему капли, размеру покровного стекла с которыми автор проводит исследования. Если работа ведется с другими количественными параметрами, сравнительные цифры могут быть другими.

При отмирании растений фитолиты попадают в почву с опадом и диагностируются в составе почвенного мелкозема во фракциях менее 0,1 мм как кремнеземистые тела, обладающие сравнительно правильными формами. Они оптически и изотропны, имеют низкий показатель преломления – 1,42; удельный вес варьирует в основном от 1,70 до 2,45 [5]. Фитолиты часто совершенно прозрачны, иногда они полупрозрачны, могут быть окрашены в розоватые, буровато-желтоватые тона вплоть до коричневых и черных. Различные биоклиматические зоны характеризуются определенным цветом

преобладающей части фитоцитов, это связано с наличием, помимо аморфного кремнезема, в их составе примеси ряда химических элементов. Например, в таежных ценозах фитоциты имеют розоватый оттенок за счет примесей железа, а в степных – желтоватый, скорее всего из-за примеси кальция [25].

D. Hart в своих работах, посвященных вопросам миграции фитоцитов в почвах Австралии, выдвигает гипотезу об определенной вертикальной и горизонтальной мобильности фитоцитов [15]. Основными факторами, влияющими на распределение их по профилю почв, она считает зоотурбационное перемешивание и механическую транспортировку вниз по порам. Особенно высока доля перемещенных фитоцитов после сильных пожаров, когда полностью сожжена подстилка и идет перемещение золы и углистых частиц. Исследование песчаных подзолов во Франции, Австралии [8].

Формирование фитоцитных комплексов в почвах. и России показало сходный характер распределения фитоцитов по профилю почвы – накопление над железистым прослоем, что свидетельствует о едином типе перемещения фитоцитов в песчаных почвах независимо от их географического расположения [16]. В целом, глубинное проникновение фитоцитов связано с физико-химическими свойствами почв, действием почвенной фауны, погребением под наносами. В аллювиальных почвах на наличие фитоцитов влияет водный перенос, они могут также перемещаться сильным ветром, дождем или снегом. Поскольку, как сказано ранее, фитоциты могут формироваться и в корнях растений, в почвенной толще, кроме привнесенных сверху, могут быть фитоциты, оставшиеся после разложения корней. Устойчивость фитоцитов в почвах. Ученых всегда интересовал вопрос устойчивости фитоцитов в почвах в связи с возможностью использования этих частиц для палеоботанических реконструкций. L.P. Wilding выделив большое количество фитоцитов из почвы, провел радиоуглеродное датирование углерода, сорбированного растениями вместе с кремнеземом и присутствующего внутри в виде мельчайших включений. Полученные результаты (более 13 000 лет) убедительно показали высокую сохранность фитоцитов в почвах и возможность использования метода для исследования прошлых фитоценозов [9].

Устойчивость фитолитов связана также и с глубиной их залегания. Фитолиты в подстилке или гумусовом горизонте быстрее разрушаются ввиду большой микробиологической и биохимической активности в данных горизонтах. В нижележащих минеральных горизонтах сохранность фитолитов больше, она возрастает с глубиной. Этим объясняется сохранность фитолитов в погребенных почвах. Фитолитный профиль и процессы его формирования.

Фитолиты – неотъемлемая часть почвенного профиля, они формируют собственные фитолитные профили, которые являются устойчивыми и развивающимися во времени частными почвенными профилями, информативными для реконструкции исторического развития почвы и ландшафта. Работой И.З. Каманиной показана статистическая значимость и достоверность существования фитолитных комплексов отдельных фитоценозов [19].

Обязательным условием функционирования всей системы, а особенно фитолитного комплекса верхнего горизонта является поступление с опадом новых порций фитолитов. В обратном случае, например при распахке и выпасе равновесное состояние по содержанию фитолитов в верхнем горизонте нарушается и в нем происходит резкое уменьшение количества фитолитов. В верхних горизонтах почвы равновесие устанавливается быстрее, с глубиной этот процесс замедляется. При смене одного фитоценоза на другой, например луга на лес, происходит наложение фитолитных комплексов друг на друга с последующим постепенным замещением одного на другой, в первую очередь в верхнем горизонте.

В зависимости от длительности существования нового растительного сообщества может быть затронут и фитолитный комплекс нижележащего горизонта. Следовательно, верхний почвенный горизонт содержит с одной стороны (при естественном развитии), наибольшее количество фитолитов, с другой, – поскольку он наиболее динамично реагирует на смену растительных группировок на поверхности почвы, качественный анализ фитолитного комплекса только одного горизонта может оказаться мало информативен. Наиболее устойчив, консервативен фитолитный комплекс самого нижнего

горизонта. Вмешательство человека в естественную эволюцию почв и растений: выпас, распашка, вырубка – меняет характер содержания и распределения фитоцитов в верхнем горизонте почвы, формируя специфические фитоцитные профили, что позволяет диагностировать их [33].

Пашня определяется по резкому уменьшению содержания фитоцитов в верхнем горизонте, выделяются формы фитоцитов злаков, не типичных для данной подзоны, то есть искусственно посаженных (интродуценты). В случае запустения и зарастания пашни лесом или лугом в фитоцитном комплексе верхнего горизонта будут преобладать фитоциты новых фитоценозов. Если в почву вносились органические удобрения (навоз), то в почвах формируется специфический фитоцитный комплекс, со значительным преобладанием всех форм фитоцитов [24].

Внесение золы в качестве удобрения также хорошо диагностируется по обилию черных, обугленных форм фитоцитов. Вырубка диагностируется по резкой смене фитоцитных комплексов выше- и нижележащих горизонтов. Выпас характеризуется резким уменьшением количества фитоцитов надземных частей растений в верхнем горизонте, преобладанием мелких форм, что свидетельствует об угнетенной, изреженной растительности. Уменьшается видовое разнообразие форм фитоцитов, начинают доминировать формы ксерофитной флоры, характерные для более южной природной зоны. В трещинах и порах иллювиальных горизонтов содержание фитоцитов выше, чем в общей массе горизонта, но их размеры мельче. Такое распределение фитоцитов является свидетельством различных этапов эволюции почвы: начальных этапов в общей массе [8]. Различные формы почвенных профилей связаны с комплексом почвообразовательных процессов и историей развития эценоза. В зависимости от характера эволюции почвы фитоцитные профили будут различны. В случае погребений, наносов профиль будет иметь не менее двух пиков максимального содержания фитоцитов. Если же имела место эрозия, смыв, то фитоцитный профиль укорочен или обрывается. Следовательно, фитоцитный профиль является показателем характера эволюции почв. Скорости формирования и замещения фитоцитных комплексов. Под формированием

фитолитного профиля подразумевается создание его на минеральном субстрате, не затронутом процессами почвообразования, например после интенсивных эрозионных процессов или на мощных минеральных наносах. При замещении речь идет об изменении состава, уже сформированного ранее фитолитного профиля в связи с изменившимися условиями среды, факторами почвообразования природного или антропогенного генезиса [33]. Установлено, что маломощный специфический фитолитный профиль фиксируется уже на втором году жизни почвы. Отдельные фитолиты отмечаются на всю глубину сформированного профиля без накопления где-либо – создается так называемый первичный фитолитный профиль. Первичные профили формируются в течение нескольких десятков лет. За счет развития процессов почвообразования происходит накопление фитолитов в верхней части профиля и, как правило, формируется первичный фитолитный профиль аккумулятивного типа. Выявлено, что нарастание мощности фитолитного профиля аккумулятивного типа с 1 до 15 см происходит примерно за 30–40 лет. Фитолитный комплекс отвечает составу современных насаждений. При этом за данный период не происходит заметного накопления фитолитов, они равно распределены по всему образовавшемуся профилю [23].

В исследованиях А.А. Гольевой описывается процесс формирования фитолитного профиля. Для исследований были выбраны две почвы, расположенные в гумидной лесной зоне на покровных суглинках: дерново-подзолистая (юг Московской обл.) и светло-серая лесная (Тульская обл.). На участке дерново-подзолистой почвы в 40–50-е годы XX века была вырубка, которая впоследствии заросла лиственными, а затем хвойными породами. В Тульской области лес был вырублен 100 лет назад, и почва с тех пор развивается под лугом. Таким образом, имеется возможность изучить два хроноряда с шагом в 50 и 100 лет [7].

Результаты данных исследований показали, что за прошедшие 40–50 лет в верхних 4 см и за 100 лет в верхних 8 см суглинистых почв произошло практически полное замещение состава лугового и лесного лиственного фитолитного комплекса на хвойный. Ниже (5–7 см через 50 лет и 8–17 см через

100 лет) фитолитный комплекс имеет смешанный состав, далее он вновь однороден. Следовательно, 40–50 лет достаточно для полного изменения состава фитолитного комплекса в верхних 4 см, а за 100 лет будет преобразована толща в 8–10 см. Описывая данное исследование А.А. Гольева делает выводы, что на суглинистых почвообразующих породах скорость процесса преобразования фитолитного комплекса составляет 1см за 8–10 лет. На песках данный процесс идет гораздо быстрее. С глубиной скорость и интенсивность преобразования исходного фитолитного комплекса уменьшается, что позволяет сохраняться ранним фитолитным комплекса в нижней части фитолитного профиля.

Эти особенности процесса преобразования позволяют воссоздавать этапы развития объекта при последовательном изучении особенностей серии фитолитных комплексов в толще фитолитного профиля [7].

Изложенная информация, позволяет сделать выводы, что в процессе развития почвы формируются частные фитолитные профили, отражающие многие этапы смены растительного покрова в голоцене. В погребенных поверхностных горизонтах может сохраняться в значительных количествах практически полная информация об условиях формирования данного горизонта на момент его погребения. Эта информация по объему и полноте сопоставима с получаемой из современного верхнего горизонта почвы. Ограничения фитолитного анализа. При своей эффективности фитолитный метод исследования почв и седиментов имеет свои ограничения, связанные с невозможностью выделения фитолитов или их утратой.

Малоинформативными с позиции фитолитологии являются песчаные и щебнистые отложения и почвы за счет высокой порозности пород, способствующей миграции мелкозема; эродированные поверхности, где происходит снос всех частиц, включая и фитолиты. Кроме того, интенсивная сельскохозяйственная деятельность (например, распашка) часто вызывает нарушение стратиграфии фитолитного профиля, что не позволяет определять характер и последовательность смен растительного покрова. Наименее

информативными с точки зрения количественного состава являются лёссы, песчаные и щебнистые почвы и нижние горизонты суглинистых почв.

Для исторической реконструкции растительного покрова надо исследовать почвы или иные седименты, которые накапливают и хранят информацию о прошлом.

Мацерация. Для исследования фитоцитов в почвах и грунтах различного генезиса берется навеска массой 40 г, переносится в фарфоровые стаканчики и кипятится в течение одного часа в растворе с 30% перекисью водорода с целью дезинтеграции породы и сжигания органического вещества.



Рисунок 5 – Дезинтеграция карбонатов и органического материала
образец+ 10% HCl (фото автора)

Для этих целей также можно использовать 10% соляную кислоту как представлено на рисунке 5. Для удаления песчаной фракции прокипяченный осадок охлаждают приблизительно до 20 °С, тщательно взмучивают с дистиллированной водой и через 30 секунд сливают через сито с отверстиями 0,5 мм в батарейный мерный стакан, доводя объем жидкости до отметки 8 см от дна стакана. Осевший за полминуты на дно исходного фарфорового стакана

осадок песчаной фракции и частицы, оставшиеся на сите, из дальнейшей обработки выбывают, их выбрасывают рисунок 6.



Рисунок 6 – Удаления песчаной фракции (фото автора)

Через 3 часа столб воды в батарейном мерном стакане высотой 4 см от верхней границы аккуратно сливается. Стакан доливается дистиллированной водой до метки 8 см, осадок хорошо перемешивается мешалкой и оставляется на 3 часа. Далее вновь аккуратно сливаются верхние 4 см. Стакан снова доливается водой, все перемешивается и отстаивается. Производится 3–7 сливов до полного просветления столба воды верхних 4 см за 3 часа, то есть до полного удаления илистой фракции.



Рисунок 7 – Осадок без илистой фракции (фото автора)

Оставшийся осадок высушивается, переносится в центрифужные стаканчики (пробирки) емкостью 10 мл и заливается тяжелой жидкостью (например, кадмиевая жидкость) с удельным весом 2,3 в размере трех частей.



Рисунок 8 – Подготовка образца к центрифугированию (фото автора)

Автором был предложен немного измененный метод по проведению извлечения фитолитов. В основе методики выделения фитолитов из почв лежит метод флотации, который позволяет разделять более тяжелую и легкую фракции одного образца. В методике мацерация по А.А. Гольевой предполагается

применение CdI_2KI_2 жидкости с плотностью 2.3 г/см³. Данная тяжелая жидкость обладает рядом существенных недостатков. Главный из них это дороговизна реактивов (12000-13000 руб/кг.), а также жидкость не устойчива к попаданию прямого света. Несомненным плюсом этой тяжелой жидкости является низкая вязкость, а также возможность повторного использования.

Для удешевления анализа автором были проанализированы различные виды тяжелых жидкостей, которые применяются как для палинологических исследований, так и для исследований в фитолинтном анализе. Основной проблемой при выборе тяжелой жидкости является плотность, в связи с этим готовые тяжелые жидкости ПД-2 и ПД-3 не подходят для фитолинтного анализа, их плотность варьируется от 2.6 до 2.75 г/см³. Для флотации фитолинтов автором был выбран бромид цинка. Данный реактив применяется в буровой практике как реактив для утяжеления буровых растворов. Средняя стоимость данного реактива на рынке начинается от 1300 руб/кг.

Бромид цинка является хорошо растворимым соединением в соответствии со справочником о растворимости Коган В.Б. Т1 бромистый цинк растворяется в воде при температуре 100 °C до 87.05%. Данное свойство этого соединения позволяет в лабораторных условиях с небольшими материальными затратами приготовить тяжелую жидкость нужной плотности. Основным отличием тяжелой жидкости на основе бромида цинка является большая вязкость, в связи с этим были внесены некие изменения, которые в методику мацерации по А.А. Гольевой.

Для приготовления 100 мл. тяжелой жидкости на основе бромида цинка используется вода и безводный ZnBr_2 в следующем соотношении 180.5 г вещества + 59, 5 мл. H_2O плотность данного раствора при $t\ 20\ ^\circ\text{C}$ $\rho = 2,348$ г/мл. Данная плотность отлично подходит для извлечения фитолинтов средних и крупных размеров из почвенной матрицы.

Первые этапы по удалению илистой фракции, а также дезинтеграции карбонатов в почве остались неизменными. В этапе центрифугирования кадмий-йодистая жидкость заменяется на жидкость из бромистого цинка.

После тщательного и осторожного перемешивания осадка с тяжелой жидкостью пробирки помещают в центрифугу на 10 минут при оборотах 1000 об/сек. В результате фитоциты извлекаются в легкую фракцию, которую хорошо видно как плотный сгусток вверху пробирки (рисунок 9).



Рисунок 9 – Центрифугирование образца (фото автора)

В дальнейшем после первого этапа центрифугирования по А.А. Гольевой предлагается слить верхнюю часть жидкости, где находятся фитоциты через фильтр(красная лента) с диаметром пор 5-8 мкм. Поскольку тяжелая жидкость $ZnBr_2$ обладает большей вязкостью то автор предлагает извлекать фитоцитную фракцию с помощью пипетки пастера для дальнейшего этапа центрифугирования при котором так же как и в методики Cd_2I_2 добавляется дистиллированная вода для уменьшения плотности жидкости (рисунок 11).



Рисунок 10 – Извлечение фитолитов для дальнейшего уменьшения плотности тяжелой жидкости (фото автора)

Фитолиты с фильтра аккуратно смываются дистиллированной водой в другой центрифужный стаканчик. Водный раствор с выделенными фитолитами центрифугируется при 1500 об/сек в течение 5 минут для промывки от тяжелой жидкости. После центрифугирования слой воды сливается, а на дне остается пылеватая фракция, обогащенная фитолитами которая высушивалась в сушильном шкафу (рисунок 12).



Рисунок 11 – Выпаривание воды из образца в сушильном шкафу (фото автора)

Данная методика была апробирована на образце илистых отложений, отобранных в пойме р. Тюрим. Расположенный в юго-западной части Чулымо-Енисейской котловины. В ходе проведенных исследований был выявлен качественный и количественный состав фитоцитов данного образца. Для подтверждения возможности замены кадмиевой жидкости на жидкость из бромида цинка анализ обоими тяжелыми жидкостями был проведен в одном образце. Количество фитоцитов в образце №1 где применялась тяжелая жидкость CdI_2KI_2 составило 635 фитоцитов на 1 покровное стекло размером 24*24 мм. Так же для такого же образца №2 подготовленного с применением ZnBr_2 количество составило 609 фитоцитов на 1 покровное стекло размером 24*24 мм.

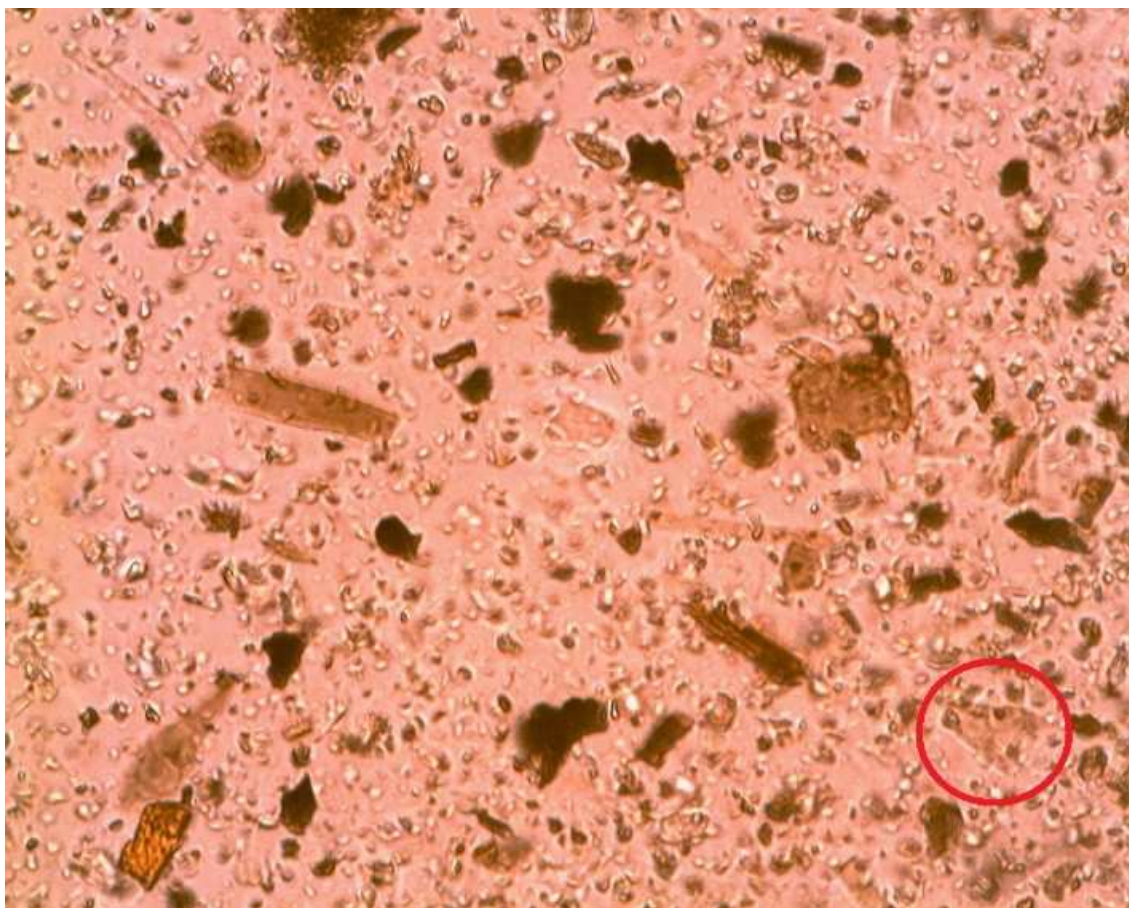


Рисунок 12 – Образец №1 степная трихома, увеличение x250



Рисунок 13 – Образец №2 степная трихома, увеличение x250

В обоих образцах качественный состав отличается не существенно: в основном это палочки 80%, далее идут степные трихомы 10% и различные фитолиты кубики, гантеливидные, лесные трихомы 10 %. На рисунке 12 представлены фотографии степной трихомы образце №1. На рисунке 13 так же выделена степная трихома. Исходя из полученных данных можно говорить о не значительном отличии образцов подготовленных по разным методикам. Изменение данной методики поможет удешевить данную процедуру примерно в 9-10 раз.

Выделенные фитолиты можно хранить в сухом виде в пакетиках или мелких пробирках с закрытой пробкой или сразу перенести в чистую пробирку и залить глицерином. Раствор глицерина должен быть выше осадка на 1–2 мм. Просмотр под микроскопом, обработка полученного материала. Полученная фракция рассматривается при помощи обычного оптического микроскопа в растворе глицерина (плотность 1,54) при увеличениях 250–350 раз.

Проводится качественная и количественная оценка всех присутствующих в образце фитолитов. При работе на оптическом микроскопе каплю препарата (взвесь пылеватой фракции в растворе глицерина) наносят на предметное стекло, сверху накрывают покровным стеклом (размер 24x24 мм) и аккуратно, но плотно прижимают пальцем, чтобы убрать воздух и чтобы капля заняла весь объем между обоими стеклами. Полученный слой препарата должен быть прозрачным или полупрозрачным с желтоватым или буроватым оттенком. Под микроскопом рассматривается разнообразие форм фитолитов, ведется подсчет различных диагностических форм. Таким образом, передвигая препарат с помощью препаратоводителя, производится подсчет фитолитов.

Просматривается всегда один и тот же объем материала, например количество фитолитов, увиденное за три прохода микроскопом. Поскольку исходно для мацерации отбиралась единая по весу навеска, во всех промежуточных операциях использовались близкие по весу навески, объем капли на столике примерно одинаков (особенно если работает один исследователь одним и тем же инструментом), размеры покровных стекол (т. е. просматриваемая площадь) едины, то данные количественного подсчета будут

достоверны и их можно использовать наравне с качественным анализом. Подсчитывается процентное содержание встреченных форм для каждого образца. Когда будут просмотрены все образцы из одного объекта исследования (всей колонки образцов), полученные количественные и качественные (разнообразие морфологических форм) данные сводятся в таблицу и проводится итоговая реконструкция динамики фитоценозов во времени. Чем ниже расположен исследуемый образец, тем о более ранних этапах развития ландшафта он свидетельствует. Диагностические характеристики фитолитных комплексов основных фитоценозов.

В своих исследованиях А.А. Гольева использует экологическую классификацию фитолитов, т. е. уже при просмотре объединяет их не столько по морфологии, сколько по экологической информативности отдельных групп

Например, все фитолиты эпидермальных клеток, имеющие симметричные окончания и относительно гладкую поверхность с ровными или слабо выпуклыми гранями и округлые выделяются в группы «двудольные травы», хотя, безусловно, часть из них может формироваться и в однодольных растениях. Объединение всех их в эту группу допустимо поскольку эти формы встречаются практически во всех растениях гумидной зоны, но при этом однодольные растения продуцируют и другие специфические фитолиты, а двудольные в основной массе других форм фитолитов не создают. Все кремниевые копии трихом разделяются по индикационной значимости в две неравные по морфологическому разнообразию группы – лесные и луговые. «Лесные» трихомы имеют массивное вытянутое основание (длина превышает высоту не менее чем в 2 раза) и небольшую заостренную ость (она по длине не превосходит основание) [7].

«Луговые» трихомы – все остальное разнообразие трихом. Данное деление как же несколько условно, но удобно в работе и при интерпретации результатов, поскольку вывод понятен не только самому исследователю. В группу луговых злаков, кроме кремниевых копий различных трихом, входят и так называемые лопастные палочки – окремневшие эпидермальные клетки с

крупноволнистым краем. Количество «лопастей» может быть от двух (гантеливидные формы) до 5–7. «Седловидные» формы характерны для ковылей и других степных злаков, поэтому все разнообразие этих форм объединяется в группу степные злаки.

Поскольку в аридных условиях на гранях вытянутых форм фитоцитов (окремневшие эпидермальные клетки) формируются крупные зубчатые или даже ветвистые отростки, а сами концы подобных палочек часто несимметричны или абсолютно различны, то все эти частицы подсчитываются вместе как аридная, или сухостепная флора. В небольшом количестве эти отдельности могут встречаться в сухих борах и лугах. Интересно, что поскольку все современные культурные злаки родом из Ближнего Востока, т. е. региона с засушливым климатом, то окремнение эпидермальных клеток идет по «аридному» типу даже в наших гумидных условиях. Поэтому нахождение абсолютно не свойственных для нашей флоры вытянутых форм с крупными зубцами на всей поверхности можно рассматривать как один из убедительных признаков того, что здесь была пашня. Также в отдельную группу при подсчете выделяются фитоциты игл хвойных. Они хорошо определяются по своей прямоугольной или квадратной форме с ровными округлыми углублениями – отпечатками пор [8].

Иногда встречаются очень крупные полые трихомы, возможно с волнистой поверхностью. Их необходимо выделить в отдельную группу сорной или рудеральной флоры, т. е. эти отдельности наиболее характерны для крапивы, конопли и хмеля. Как ясно из всего изложенного выше, палеоклиматические реконструкции проводятся на основе выявления фитоценоза, а не отдельного растения [8].

Таким образом, на основе описанных фитоцитных комплексов ясно видно, что ряд форм универсален (шары, пластинки, палочки с гладкими краями) и в разных количествах присутствует практически во всех фитоценозах; есть формы, которые могут встречаться только в некоторых фитоценозах («луговые трихомы», гантеливидные, «седловидные» формы), но в

различных количествах. Для данных форм очень важны количественные характеристики, например: «луговых трихом» > «лесных трихом» – фитолитный комплекс луга или поляны (присутствие леса спорно и требует анализа выше – и ниже лежащих образцов); «луговых трихом» «седловидных» форм – сухой луг; «луговых трихом».

2.3 Молекулярное радиоуглеродное датирование

Датирование отложений лессово-почвенных серий обычно устанавливают путем анализа стратиграфии, люминесценции или радиоуглеродными (^{14}C) на основе образцов древесного угля, костей и на почвенном органическом углероде из палеопочв. Однако неопределенность датирования люминесценции составляет порядка 10% для последнего ледникового цикла и органический материал, подходящий для изучения ^{14}C , часто бывает недостаточным. Это ограничивает возможность полностью использовать потенциал лессово-почвенных серий для изучения палеоэкологии и палоклиматологии.

Недавние исследования показали, что специфические для соединения ^{14}C анализы длинноцепочечных n-алканов и n-алкановых кислот дают возможность проводить датировки, совместимые с независимым контролем возраста, основанным на стратиграфии и люминесценции. Длинноцепные n-алканы и n-алкановые кислоты находятся в листовом воске, произведенные преимущественно высокими наземными растениями, и из-за их низкой водорастворимости, химической инертности и устойчивости к биodeградации, они сохраняются как биомаркеры, т.е. молекулярные окаменелости, в почвах и отложениях [36]

В течение последних двух десятилетий анализ на основе соединений ^{14}C стал возможным и теперь он стал более обыденным. Это технически возможно благодаря разработке мини углерод-датирующей системы MICADAS, система атомной масс-спектрометрии (AMS), которая позволяет в режиме реального времени подключать устройства для производства CO_2 (например, элементный

анализатор, ЭА) к газовым ионным источникам, которые позволяют автоматизировать измерение образцов, содержащих меньше 100 мкг углерода.

Основным недостатком специфических для соединения ^{14}C анализов, является необходимость в препаративной газовой хроматографии (Prep-GC) и очень трудоемкие лабораторные и инструментальные процедуры выделения специфических соединений в достаточном количестве для анализа AMS. Кроме того, восстановление также очень низки, что дополнительно ограничивает соответствующие возможности работы с образцами достаточно высоких концентраций целевых аналитов. Из-за различных практических ограничений проведение этого исследования затруднительно, проверить потенциал n-алканов в целом сложной геологической породе как лесс. Ранее было показано, что этот подход применим для датировки ^{14}C почв, но никогда не применялся лессов-почвенным сериям [35]. Образцы сушили на воздухе и гомогенизировали. Стандартная навеска ~ 40 г экстрагировалась со смесью дихлорметаном и метанола (CH_2Cl_2 : CH_3OH 9:1). Процесс извлечения органических соединений производился использованием ускорителя экстрактора Dionex ASE 200 (1000 фунтов на квадратный дюйм при 100 °C, три 15-минутных циклов) в Бернском университете (рисунок 14).

Итоговые липидные экстракты на рисунке 14 были разделены по аминопропильным колонкам, с неполярными фракциями, содержащими n-алканы, элюировали используя n-гексан. Масс-спектрометр газового хроматографа (Agilent 7890) (Agilent 5975), оборудованный колонкой Agilent HP5MS (толщина пленки 30 мкм \times 250 мкм \times 0,25 мкм), использовали для количественной оценки и идентификации n-алканов. 5 α -андростан использовали в качестве внутреннего стандарта и n-C₂₁-40 алкан в качестве внешнего стандарта.



Рисунок 14 - Образцы итоговых липидных экстрактов (фото автора)

Для дальнейшей очистки образцы пропускали через AgNO_3 и цеолитные (Geokleen 5A, GH Geochemical Services) пипетки с n -гексаном – это молекулярное сито, которое захватывает n -алкильные (прямоцепочечные) соединения в его порах n -алканы извлекают после сушки в печи (12 ч, 40°C) и раствор цеолита в плавиковой кислоте (40%) с использованием жидкостной экстракции с n -гексаном. Очистка n -алкана AgNO_3 -цеолитом восстановление ~ 80-90%. После повторной проверки n -алканов на чистоту с помощью GC-MS, аликвоты переносятся в оловянные капсулы и дихлорметан выпаривали на конфорке при 35°C .

Измерения ^{14}C проводились на AMS MICADAS, соединенных онлайн с блоком EA (Vario MICRO-cub от Elementar) в лаборатории LARA AMS, в Бернском университете.

Результаты ($F^{14}\text{C}$), нормировались с использованием эталонного материала щавелевая кислота II (Национальный институт стандартов и технологий) после вычитания фонового сигнала [34]. Ацетат натрия ($n = 6$) с $F^{14}\text{C}$ $0,013 \pm 0,001$ использовали для того, чтобы оценить фоновый сигнал.

2.4 Анализа биомаркеров

Основными органическими молекулами при изучении биомаркеров являются липиды. Они подразделяются на три основные группы: алканы, жирные кислоты и компонент мембраны почвенной бактерии (GDGT).

Алканы – ациклические углеводороды линейного или разветвлённого строения, содержащие только простые связи и образующие гомологический ряд с общей формулой C_nH_{2n+2} . Алканы с содержанием атомов углерода от nC_{25} до nC_{35} являются важным компонентом кутикулы и воска листьев растений [26].

Основной принцип выделения алканов – это преобладание нечетного над четным. Для работы по реконструкции растительного мира и палеоклиматов плейстоцена берутся только нечетные алканы (nC_{25} , nC_{27} , nC_{29} , nC_{31} , nC_{33}), поскольку эти алканы содержатся в высших растениях [21]. При опадении листвы, а также при отмирании корней различных растений алканы сохраняются в почве или лессе и подвержены малой деградации. Различная растительность имеет различную концентрацию алканов, и это является «химическим отпечатком пальцев», что позволяет использовать алканы в качестве биомаркеров. Алканы C_{27} и C_{29} доминируют в большинстве современных деревьев, а алканы C_{31} и C_{33} доминируют в траве и кустарниках [41].

Жирные кислоты – алифатические одноосновные карбоновые кислоты с открытой цепью, содержащиеся в этерифицированной форме в жирах, маслах и восках растительного и животного происхождения [14]. Растения синтезируют многие производные жирных кислот, некоторые из которых играют важную регуляторную роль. Они также подвержены малой деградации, как и алканы. Поэтому некоторые их компоненты возможно использовать в роли биомаркеров в лессово-почвенных сериях. Для выделения жирных кислот из образцов использовался тот же процесс, как и для алканов. На рисунке 19 представлен пример хроматограммы одного из образцов разреза № 29. Тут прослеживается преобладание нечетных углеводородов, таких как C_{27} и C_{29} .

В последние годы было обнаружено и исследовано несколько новых биоиндикаторов палеоклимата. Одним из индикаторов является глицерин диалкил глицерин тетраидер (GDGTs), полученный из мембранных липидов

архей и некоторых бактерий. Были выдвинуты теории что, эти организмы способны корректировать проницаемости мембраны к изменяющимся экологическим условиям, например, pH и температуры, меняя молекулярный состава липидов мембраны.

Таким образом, анализ GDGTs в осадочных породах может показать новые интересные подходы для реконструкции палеоклимата и изменчивости окружающей среды. Для морских и озерных отложениях было показано, что степень цикличности изопреноидной GDGTs это TEX86 (индекс с 86 атомов углерода) он широко применяется для реконструкции палеотемператур, которые являются производными от *Thaumarchaeota* (новый вид архей) [40]. Так же было обнаружено, что изопреноидной GDGTs встречающейся в почве имеет еще другой индекс. BIT индекс основан на предположении, что GDGTs в основном взяты из почвенных бактерий (предположительно анаэробные, гетеротрофных бактериях) [41].

Для определения глицерин диалкил глицерин тетраидера образцы были проанализированы при помощи высокоэффективной жидкостной хроматографии с химической ионизацией и масс-спектрометрии.

Лабораторная работа над образцами лессов-почвенных серий позднего плейстоцена. Первым шагом в обработке образцов стало получение выделения биомаркеров из лессов и палеопочв. Для этого использовался ASE 120 (Accelerated Solvent Extraction) где в виде растворителя использовалась смесь дихлорметана и метанола 9:1 и под давлением в 150 атм. В течение 12 часов выделялся концентрированный органическим веществом раствор находился в колбах объемом 60 мл. (рисунок 15).



Рисунок 15 - ASE 120 (Accelerated Solvent Extraction) (фото автора)

Далее производилось выпаривание остатков смеси дихлорметана и метанола из образцов.

Следующим этапом лабораторных исследований была колонковая хроматография. Колонковая хроматография – способ препротивного разделения смесей жидких или твердых веществ, основанный на различном сродстве разделяемых веществ к неподвижной (сорбент) и подвижной (элюент) фазам (рисунок 16).



Рисунок 16 – Колонковая хроматография (фото автора)

Для колонковой хроматографии применялись пипетки длиной 22 см куда засыпался как фильтр аминопропил для его удержания в пипетке использовалась стекловата. Данная процедура производилась для выделения из общего органического материала длинноцепочных алканов, GDGT и жирных кислот (рисунок 17).



Рисунок 17 - Подготовленные образцы биомаркеров (фото автора)

Все полученные образцы находились в 4 мл. флаконах и на один день оставались в вытяжном шкафу для испарения от не нужных веществ.



Рисунок 18 – Газовые хроматографы лаборатория Biogeocycle ETH Zurich (фото автора)

Следующим этапом в работе над образцами стал перенос и увеличение концентрации биомаркеров в 2 мл. флаконы для дальнейшей газовой и жидкостной хроматографии (рисунок 18).

При хроматографии в роле сорбента использовался аминопропил ($\text{NH}_2\text{CH}_2\text{CH}_2\text{CH}_2$), а элюентом (подвижной фазой) был н-гексан (C_6H_{14}). В качестве внутреннего стандарта был использован дейтерированный н-тетраокзан ($\text{C}_{24}\text{H}_{50}$) [42]. Следующим этапом при получении данных по алканам стала газовая хроматография. Она производилась на хроматографе (HP 6890 GC) оснащены детектором ионизации пламени. Суть этого метода такова. Каждое семейство молекул переводится в газообразное состояние и смешивается и

инертным газом, к примеру, гелием. Газовую смесь пропускают через узкую и длинную капиллярную трубку, внутренняя поверхность которой покрыта тонкой пленкой нелетучей жидкости. Когда молекулы органических соединений проходят через эту трубку, они многократно поглощаются и выделяются покрывающей её стенки жидкостью, но в разной степени: молекулы с более длинной углеродной цепью или с большим числом углеродных циклов удерживаются в среднем дольше, так как они являются менее летучими. Таким образом, различные соединения выходят из капиллярной колонки в разное время.

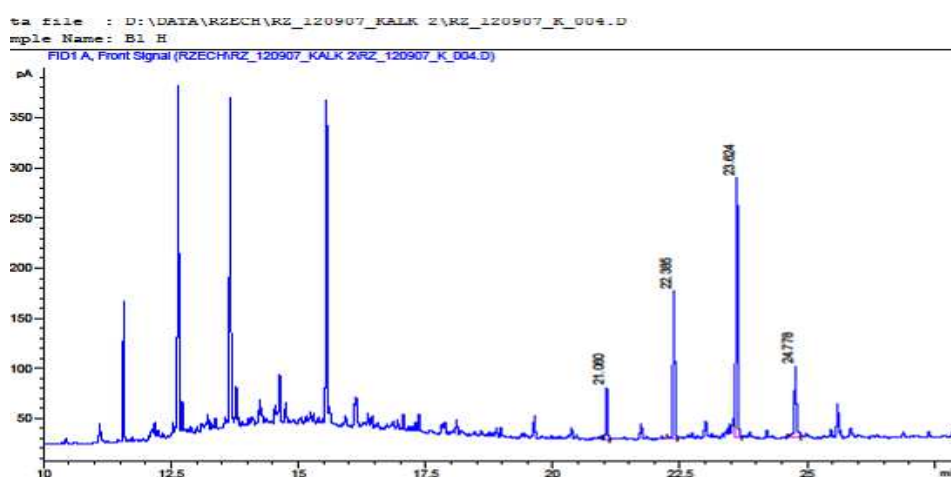


Рисунок 19 – Хроматограмма лесса разрез R.K.1 (алканы)

[Изъята глава 3].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе нашего исследования были изучены уникальные архивы палеогеографической информации - лессово-почвенные серии. Данные горные породы распространены повсеместно на всем земном шаре, не исключением является и Чулымо-Енисейская котловина. Эта область является перегляциальной зоной позднего неоплейстоцена, где происходило осадконакопление лессов и палеопочв. Реконструкция природных условий на

данной территории в позднем плейстоцене позволяет понять механизмы изменения климата в прошлом для всего юга Средней Сибири.

В результате лабораторных исследований разреза Р.К. 1 в районе высокой террасы на абразионном уступе р. Енисей было выявлено, что в период позднего неоплейстоцена на территории котловины происходила циклическая смена климата и растительности, которая включала в себя период потепления (Каргинское межледниковье) и период похолодания (Сартанское оледенение). Данные полученные в ходе исследования хорошо коррелируются с международной геохронологической шкалой.

Результаты полученные в ходе анализа биомаркеров и фитоцитов позволяют судить о том, что в позднем неоплейстоцене происходила смена степных фитоценозов и уникальных ландшафтов - перегляциальные степи (период оледенений) на лесостепные и лесные ландшафты в период межледниковья.

Реконструкция природных условий дает возможность проследить и понять механизмы изменения климата происходивших на территории Чулымо-Енисейской котловины в последние эпохи похолодания и потепления, а также позволяют проецировать эти данные на другие территории со схожими физико-географическими условиями.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Алтае-Саянская горная область: научный сборник / под ред. С.А. Стрелков, В.В. Вдовин. – Москва: Наука, 1969. – 210 с.
2. Архипов, С.А. Геологическое строение и общая стратиграфия хроностратиграфического изучения Крутакского археологического района / С.А. Архипов, З.Н. Гнубиденко, В.С. Зыкина // Палеоэкология и расселение древнего человека в Северной Азии и Америке. – Красноярск, 1992. – С. 10 – 14.

3. Волков, И.А. Стратиграфия четвертичной лессовой толщи Новосибирского Приобья / И.А. Волков, В.С. Зыкина // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 17–27.
4. Воскресенский, С.С. Геоморфология Сибири: монография / С.С. Воскресенский. – Москва: МГУ, 1962. – 347 с.
5. Воронков, М.Г. Удивительный элемент жизни: монография / М.Г. Воронков, И.Г. Кузнецов. – Иркутск, 1983. – 107 с.
6. Гавлина, Г.Б. Климат Хакасии / Природные условия и сельское хозяйство Хакасской автономной области. Труды Южно-Енисейской комплексной экспедиции. – М.: АН СССР, 1954а. - Вып. 2. – 250 с.
7. Гольева, А.А. Фитолиты и их информационная роль в изучении природных и археологических объектов / А.А. Гольева. – М.–Сыктывкар–Элиста, 2001. – 140 с.
8. Гольева, А.А. Микробиоморфные исследования культурных слоев древних поселений Центральной России / А.А. Гольева // Археология Подмосковья: Материалы научного семинара. – М.: Ин-т археологии РАН, 2009. – Вып. 5. – С. 55–72.
9. Дергачева, М.И. Реконструкция условий обитания человека по признакам педогенеза в отложениях археологического памятника «Санаторный» (Западная Сибирь) / М.И. Дергачева, А.А. Подгорная, С.Г. Росликов // Материалы V съезда Всерос. общества почвоведов им. В.В. Докучаева. – Ростов-на-Дону: ЗАО «Росиздат», 2008. – 324 с.
10. Дроздов, Н.И. Поздний плейстоцен Куртаковского Геоархеологического района (хроно-стратиграфия района) / Н.И. Дроздов [и др.] // Евразия в Кайнозое. Стратиграфия, Палеоэкология, Культуры. – 2015. – № 4. – С. 115.
11. Дроздов, Н.И. Геоморфология и четвертичные отложения Куртаковского геоархеологического района (Северо-Минусинская впадина) / Н.И. Дроздов, В.П. Чеха, П. Хазартс. - Красноярск: РИО КГПУ им. В.П. Астафьева, 2005. – 112 с.
12. Зажигин, В.С. Грызуны позднего плейстоцена и антропогена юга Западной Сибири. - М. Наука, 1980. – 156 с.

13. Лучицкий, И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба: монография / И.В. Лучицкий. – Москва: Наука, 1960. – 275 с.
14. Локтев, С.М. Высшие жирные кислоты / С.М. Локтев. – М.: Наука, 1964. – 328 с.
15. Каманина, И.З. Кремнеземистые фитоолиты в почвах некоторых природных зон: автореф. дис. канд. биол. наук: 03.00.27/ Каманина Инна Здиславовна. – М.: МГУ, 1992. – 17 с.
16. Климова, Н.В. Реконструкция растительности и условий почвообразования по свойствам почв и данным микробиоморфного анализа / Н.В. Климова, А.Г. Дюкарев, Н.Н. Пологова // Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата. – 2016. – № 1. – С. 76-84.
17. Кригер, Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой / Н.И. Кригер. – М.: Наука, 1965. – 296 с.
18. Мистрюков, А.А. Геоморфологическое районирование Назаровско-Минусинской межгорной впадины / А.А. Мистрюков // Объединенный институт геологии, геофизики и минерологии. – СО АН СССР, 1991. – 164 с.
19. Морозова, Т.Д. Исследования гумуса ископаемых почв и их значение для палеогеографии / Т.Д. Морозова, О.А. Чичагова // Почвоведение. – 1968. – № 6. – С. 34–44.
20. Молостовский, Э.А. Стратиграфические аспекты палеомагнетизма / Э.А. Молостовский // Бюл. Моск. Общества испытателей природы. Отд. геол. – 1985. – Т. 60. – Вып. 5. – С. 118–131.
21. Нейланд, О.Я. Органическая химия: учебник для хим. спец. вузов / О.Я. Нейланд. – М.: Высшая школа, 1990. – 350 с.
22. Палеопочвы, природная среда и методы их диагностики /отв. ред. Г.В. Добровольский, М.И. Дергачева. - Институт почвоведения и агрохимии СО РАН; Институт водных и экологических проблем СО РАН; Томский государственный университет. – Новосибирск: ОФСЕТ, 2012. - 264 с.
23. Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий / отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин.- Москва: ЛКИ, 2008. - 692 с.

24. Парфенова, Е.И. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении / Е.И. Парфенова, Е.А. Ярилова. – М.: Наука, 1977. – 198 с.
25. Парфенова, Е.И. Схематическая группировка частей микростроения почв: учебное пособие / Е.И. Парфенова, Е.А. Ярилова. – М.: Моск. университет, 1972. – 50 с.
26. Петров, А.А. Углеводороды нефти / А.А. Петров. – М.: Наука, 1984, 263 с.
27. Титова, З.А. Динамика экзогенных процессов в минусинской котловине / З.А. Титова, Е.М. Любцева // География и природные ресурсы, 1982. - №2. - С. 52.
28. Чендев, Ю.Г. Природная среда, почвы и архитектурные особенности городища Коробовы Хутора в Харьковской области (проблемы комплексного изучения) / Ю.Г. Чендев, В.В. Колода // Российская археология, 2012. – № 1. – С. 112.
29. Чеха, В.П. Размещение и геолого-геоморфологическое строение позднепалеолитических памятников Минусинских межгорных впадин / В.П. Чеха // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий, 2006. – № 1. – С. 230-233.
30. Эдельштейн, Я.С. Геоморфологический очерк Минусинского края // Труды Института физической географии АН. СССР. – М., 1936. – Вып. 22. - № 3. -120 с.
31. Arkhipov, S. Stratigraphy and paleogeography of the Sartan glaciation in west Siberia. Quaternary International, 1998. – V. 45. – P. 29–42.
32. Frechen, M. The loess record from the section at Kurtak in Middle Siberia / M. Frechen, A. Zander, V. Zykina, W. Boenigk. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2005. – V. 228(3). – P. 228–44.
33. Hodson, M.J. Silicon deposition in the roots, culm and leaf of *Phalaris canariensis* L. / M.J. Hodson // Ann. Bot. – 1986. – V. 58. – № 2. – P. 167–177.
34. Matsumoto, K Radiocarbon content and stable carbon isotopic ratios of individual fatty acids in subsurface soil: implication for selective microbial

degradation and modification of soil organic matter / K. Matsumoto, K. Kawamura, M. Uchida, Y. Shibata. – *Geochemical Journal*, 2007. V. 41(6). – P. 483–92.

35. Mischa, Haas Radiocarbon dating of leaf waxes in the loess-paleosol sequence Kurtak, Central Siberia / Mischa Haas, Marcel Bliedtner, Igor Borodynkin, Gary Salaza, Sönke Szidat, Timothy Ian Eglinton, Roland Zech // *Radiocarbon*, 2017. - P.1–12.

36. Salazar, G. Development of a method for fast and automatic radiocarbon measurement of aerosol samples by online coupling of an elemental analyzer with a MICADAS AMS / G. Salazar, Y. Zhang, K. Agrios, S. Szidat // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. - 2015. - B 361. – P. 163–7.

37. Wilding, L.P. Biogenic opal in Chio Soils / L.P. Wilding, L.R. Dress // *Soil Soc.Am. Proc.* – 1971. – V. 35.– № 6. – P. 1004.

38. Wilding, L.P. Contributions of forest opal and associated crustalline phases to fine silt and clay fractions of soils / L.P. Wilding, L.R. Dress // *Clay and clay minerals*. – 1974. – V. 22. – № 3. – P. 295–306.

39. Zander, A. Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia / A. Zander, M. Frechen, V. Zykina, W. Boenigk // *Quaternary Science Reviews*, 2003.-V. 22(10). – P. 999–1010 .

40. Zech, M. Novel methodological approaches in loess research – interrogating biomarkers and compound-specific stable isotopes / M. Zech, R. Zech, B. Buggle, L. Zoller // *Eiszeitalter & Gegenwart – Quaternary Science Journal*, 2011. – V. 60. - P. 170–187.

41. Zech, R. High carbon sequestration in Siberian permafrost loesspaleosols during glacial / R. Zech, Y. Huang, M. Zech, R. Taroza, W. Zech // *Climate of the Past* 7, 2011. – P. 501-509.

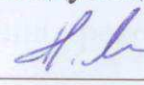
42. Zech, R. Branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers in Pleistocene loess paleosol sequences: Three case studies / R. Zech, L. Gao, R. Taroza, Y. Huang // *Organic Geochemistry*, 2012. – V. 53, P. 38–44.

43. Статья о кремнии [Электронный ресурс]: Многоязычный проект по созданию полноценной и точной энциклопедии со свободно распространяемым содержимым/ – Режим доступа: <https://ru.wikipedia.org>

Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение
высшего образования
«СИБИРСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Институт экологии и географии
Кафедра Географии

УТВЕРЖДАЮ
Заведующий кафедрой

 Г. Ю. Ямских
подпись инициалы, фамилия
« 13 » 06 2018 г.

МАГИСТЕРСКАЯ ДИССЕРТАЦИЯ

Реконструкция природной среды позднего неоплейстоцена на территории
Чулымо-Енисейской котловины (на основе новых методов исследования)

тема

05.04.06 Экология и природопользование

код и наименование направления

05.04.06.03 Геоэкология


код и наименование магистерской программы

Научный руководитель

 13.06.18 профессор, д.г.н
подпись, дата должность, ученая степень

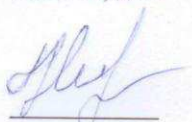
Г.Ю.Ямских
инициалы, фамилия

Выпускник

 13.06.18
подпись, дата

И.А. Бородинкин
инициалы, фамилия

Рецензент


подпись, дата доцент, к.г.н
должность, ученая степень

Г.И. Ненашева
инициалы, фамилия

Нормоконтролер


подпись, дата

М.И Кокова
инициалы, фамилия

Красноярск 2018